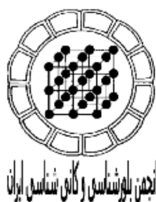
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ ۳، پاییز ۹۴، از صفحهٔ ۵۶۹ تا ۵۸۴



ژئوشیمی و سازوکار تشکیل تورمالین گرهکی در گرانیت‌های (g_2) مشهد

زهرا طهماسبی*، فرهاد زال، احمد احمدی خلجی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

(دریافت مقاله: ۹۳/۴/۱۴ ، نسخه نهایی: ۹۳/۱۰/۱)

چکیده: تورمالین گرهکی در گرانیت‌های g_2 مشهد از دو بخش مرکز تیره و حاشیه سفید رنگ تشکیل شده است که خود به‌صورت پراکنده روی گرانیت‌های روشن قرار گرفته‌اند. بررسی‌های سنگ نگاری این بخش‌ها (مرکز، هاله سفید اطراف و گرانیت میزبان) حاکی از انباشت تورمالین در مرکز، کوارتز، مسکوویت، میکروکلین و ارتوکلاز در هاله و کوارتز، پلاژیوکلاز، میکروکلین، موسکوویت و بیوتیت در گرانیت میزبان است. بر اساس آنالیزهای نقطه‌ای و ژئوشیمیایی، ترکیب تورمالین‌های گرهکی شورلیت و نزدیک به دراویت است. وجود ویژگی‌هایی نظیر داشتن منطقه‌بندی نوسانی، افزایش Ca, Mg در حاشیه، دارا بودن Fe/Fe+Mg با میانگین (۶۳-۵۶) و الگوی REE سازگار با ذوب متاپلیت‌ها، همگی حاکی از خاستگاه دوگانه‌ی این تورمالین‌ها هستند یعنی سیستم ماگمایی در مراحل ابتدایی دارای تورمالین با ترکیب شورلیت بوده و سپس با حرکت رو به بالای ماگما و اختلاط آن با سیال ماگمای غنی از مواد فرار و بور حاصل از واکنش آن با متاپلیت‌های میزبان، یک سیستم باز ایجاد شده است و ترکیب تورمالین به سمت دراویت گرایش یافته است.

واژه‌های کلیدی: *تورمالین؛ دراویت؛ شورلیت؛ گرهک؛ لوکوگرانیت؛ مشهد.*

مقدمه

تورمالین با جذب عناصر تک ظرفیتی (Na, K)، دو ظرفیتی (Ca, Fe^{2+}, Mg)، سه ظرفیتی و چهار ظرفیتی $(Fe^{3+}, Al^{3+}, Cr, V, Ti)$ و حتی مواد فرار مانند H_2O, F, B باعث می‌شود تا شرایط سنگ‌زایی جالبی را طی مراحل سرد شدن ماگما از مراحل اولیه‌ی ماگمایی تا گرمابی و حتی گرمابی و اکتشافی در خود ثبت کند [۴-۱]. کانی‌های گروه تورمالین به‌عنوان فاز فرعی تا جانبی در سیستم‌های گرانیتی حاضراند. خاستگاه آن‌ها می‌تواند با مراحل مختلف تکامل ماگمای گرانیتی مانند تبلور ماگمای اولیه، تبلور ماگمای تأخیری یا تبلور از سیالات گرمابی وابسته باشد [۵]. ترکیب تورمالین به شدت وابسته به ترکیب گرانیت میزبانش است [۶]. تاکنون تورمالین در مناطق متفاوت ایران با اشکال مختلف مانند رگه‌ای، منشوری و... در سنگ‌های گرانیتی و پگماتیت‌های وابسته به آن‌ها گزارش شده است [۱۲-۷]، اما گروهی از تورمالین‌ها که ساز و کار و ژئوشیمی آن‌ها موضوع اصلی این نوشتار است به‌صورت گرهک در گرانیت‌های g_2 مشهد رخنمون دارند. تورمالین‌های گرهکی به‌شکل بیضوی در اغلب سنگ‌های گرانیتی تکامل یافته در دوره‌ها و با خاستگاه و رخدادهای متفاوت یافت می‌شوند که معمولاً قطرشان بین ۱ تا۱۰ سانتیمتر است و دارای هسته‌ی حاوی تورمالین و کوارتز و حاشیه لوکوکرات حاوی کوارتز، میکروکلین و ارتوکلاز است. تا به حال تورمالین‌های گرهکی در دوره‌ها و مکان‌های مختلفی مانند گرانیت اسکروپ استرالیا، پالئوپروتوزئیک [۱۳]، گرانیت نوعS کاپ شمال آفریقا، نئوپروتوزئیک [۱۴]، لوکوگرانیت با سن۴۷۰ میلیون سال در گرانیت دالمشن انترستیکا [۱۵]،

* نویسنده مسئول، تلفن-نمابر: ۰۶۶۱۶۲۰۰۰۰۵، پست الکترونیکی: zahra_tak@yahoo.com

لوکوگرانیت واریسک [۱۸-۱۶]، لوکوگرانیت باتولیت سیگول در شمال آمریکا، کرتاسه میانی [۱۹،۲۰] بررسی شده‌اند و بیشتر این گرهک‌ها در سنگ‌های لوکوکرات گزارش شده‌اند. تورمالین گرهکی به‌وسیله [۶ و ۲۱] به‌عنوان یک ویژگی معمول اما مبهم در سنگ های گرانیتی توضیح داده شد. آن‌ها همچنین به عدم اختلاط بین گرانیت و گدازه‌ی سرشار از بور و مواد فرار برای خاستگاه گرهک‌ها اشاره کرده‌اند و نشان دادند که تفاوت در ترکیب شیمیایی و سنگ‌نگاری تورمالین به ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی سنگ میزبان گرانیتی وابسته است. فرضیات رایج در مورد چگونگی تشکیل نودول‌ها به شرح زیرند:

۱- گرهک‌ها از جانشینی پسا ماگمایی (تأخیری) یک شاره‌ی سرشار از B مراحل انتهایی تبلور ماگما که باعث دگرسانی گرانیت‌های از قبل متبلور شده می‌شود، به‌وجود می‌آیند. این شاره در شکستگی‌ها و شکاف‌های ریزی که در مرز بلورها وجود دارند، تزریق می‌شود [۲۲.۲۳].

۲- گرهک‌ها سرشتی‌های گرمابی- ماگمایی وابسته به عدم اختلاط، تفکیک و به دام افتادن شاره‌ی سرشار از بور هم زیست با سنگ میزبان گرانیتی را نشان می‌دهند [۵،۱۳،۲۴].

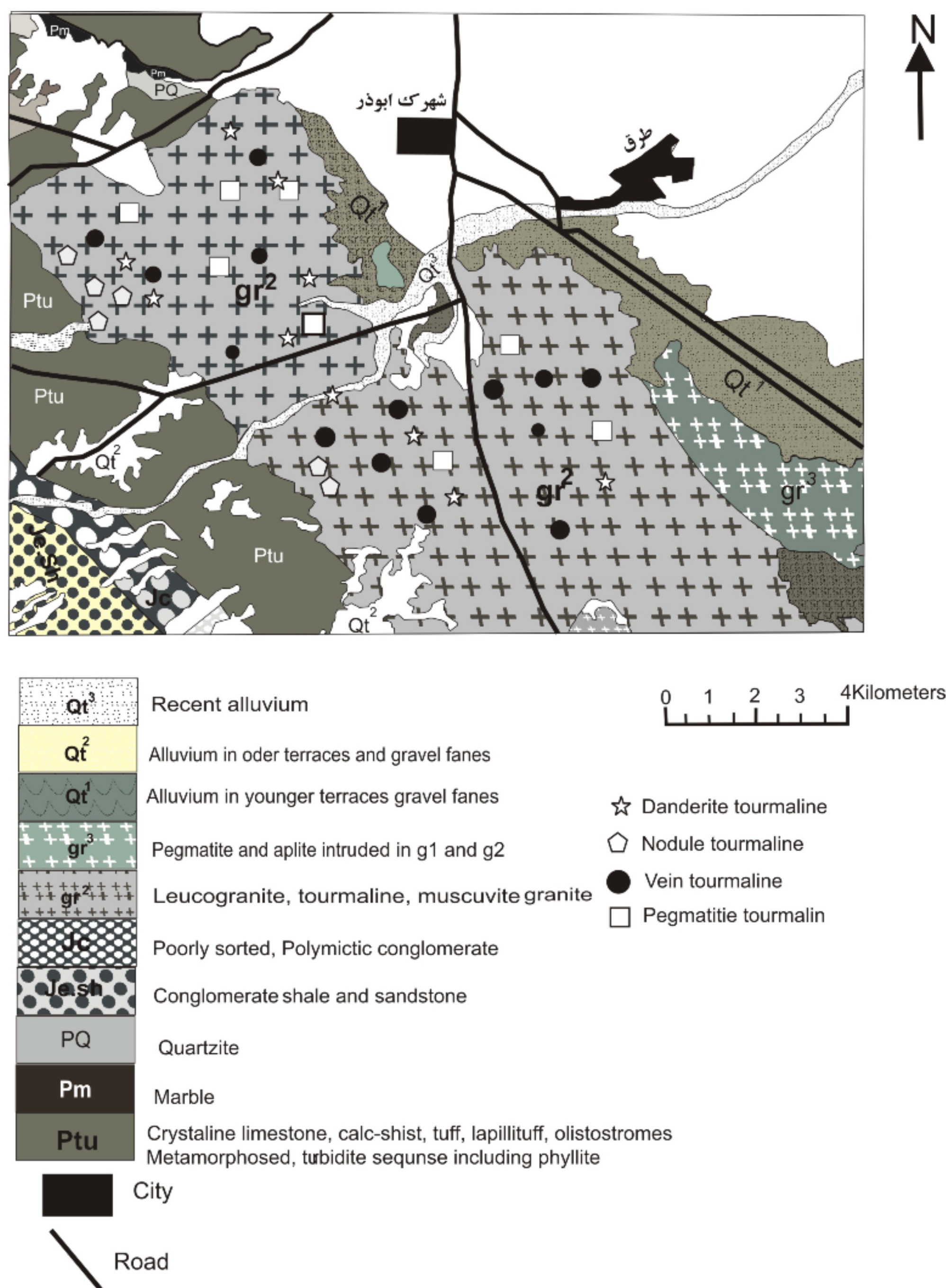
۳- جانشینی شاره‌ی سرشار از B در زینولیت‌های پلیتی [۲۵].

۴- تبلور از یک توده‌ی گرانیتی سرشار از B [۲۶].

وجود عناصری مانند بور، فلوئور، آب و نیز وجود بافت پرتیتی و تورمالین‌های به شکل اسفرولیتی می‌توانند دلایلی بر وجود یک ماگمای فروتافته و جایگیری توده در منطقه‌ی کم عمق پوسته باشد. در اینجا سعی شده است تا با استفاده از ژئوشیمی، سنگ نگاری و مشاهدات صحرایی، خاستگاه و چگونگی تشکیل تورمالین‌های گرهکی در گرانیت‌های g_2 مشهد مورد بررسی قرار گیرند.

زمین شناسی عمومی

منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشهد قرار گرفته است (شکل۱) [۲۷]. این منطقه بخشی از بینالود است که مرز جنوبی این منطقه، گسل میامی یا گسل شاهرود و مرز شمال غربی آن گسل سمنان است. منطقه‌ی مورد بررسی محدود به عرض جغرافیایی ″۰۰ ′۷ °۳۶ تا ″۰۰ ′۱۵ °۳۶ و طول جغرافیایی″۰۰ ′۳۲ °۵۹ تا ″.. ′۴۵ °۵۹ است. از نظر ماگماتیسم، سه فاز اصلی در منطقه‌ی بینالود تشخیص داده شد. فاز نخست بیشتر گرانودیوریتی (g_1) است که در نواحی جنوب شرق گسترش دارد. فاز دوم لوکوگرانیت (g_2)بوده که در درون آن برونبوم‌هایی از گرانودیوریت های فاز اول دیده می‌شوند. فاز سوم یا فاز پنوماتولیتی(g_3)، شامل رگه‌های پگماتیتی و آپلیتی که مجموعه‌ی فازهای اول و دوم را قطع کرده است. شواهد زمین‌شناسی و تعیین سن مطلق نشان داده است که فازهای دگرگونی و گرانیت زایی اولیه در این منطقه به فاز کوهزایی هرسی نین وابسته بود که دوباره در ترياس میانی نیز تحت تأثیر دگرگونی‌های سیمرین پیشین قرار گرفته است. به‌طوری که تعیین سن‌های آن‌ها به روش U-Pb، روی کانی زیرکن در لوکوگرانیت‌ها سن تریاس فوقانی را نشان می‌دهد [۲۸]. [۲۹] سن جایگزینی توده‌ی گرانیتی مشهد را به روش پتاسیم ــ آرگن، ژوراسیک بالا - کرتاسه زیرین می‌دانند ولی با توجه به‌وجود قطعات بزرگ گرانیتی در قاعده‌ی سازند کشف رود (باژوسین) از یک طرف و با توجه به این که توده‌ی نفوذی مجموعه افیولیتی مشهد و رسوب‌های توربیدایتی با سن تریاس را قطع می‌کند، سن تریاس فوقانی قابل قبول‌تر است. لوکوگرانیت‌های مشهد (g_2) از نوع S و طی برخورد صفحه‌ی ایران با توران نفوذ کرده‌اند [۳۲، ۳۱، ۳۰، ۲۸]. بر اساس داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd، این لوکوگرانیت‌ها خاستگاه خارج از گوشته دارند و ماگمای اولیه از پوسته قاره‌ای با ترکیب بین متاپلیت و متاپسامیت ریشه گرفته است [۲۸]. گرمای لازم برای ذوب این متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها از گوشته تأمین شده است. به عبارت دیگر، گوشته نقش یک ماشین گرمایی را داشته است [۲۸]. از طرف دیگر برخورد صفحه‌ی ایران و توران باعث کوتاه و ستبرشدگی پوسته شده است که در نتیجه این ستبرشدگی پوسته‌ی قاره‌ای، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها در شرایط دی هیدراسیون شروع به ذوب‌شدن کرده‌اند [۲۸]. همچنین [۳۰] عامل ایجاد آن‌ها را چنین بیان می‌کند که با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتتیس و وارد شدن محلول به درون پوسته‌ی قاره‌ای، ذوب‌بخشی سنگ‌های با ترکیب بازی رخ داده است و باعث تشکیل تونالیت و گرانودیوریت‌ها (g_1) شده است و در اثر برخورد قاره‌ها، دما و فشار منطقه‌ی برخورد افزایش یافته که در حد نهایی دگرگونی و سپس ذوب‌بخشی سنگ‌ها با خاستگاه رسوبی، مسکویت -بیوتیت گرانیت‌ها (لوکوگرانیت‌ها) ایجاد شده‌اند.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی، برگرفته از نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی مشهد [۲۷].

ویژگی های صحرایی و سنگ نگاری

در این بخش به بررسی ویژگی‌های صحرایی و سنگ نگاری دو بخش مهم یعنی گرانیت میزبان تورمالین و تورمالین گرهکی و هاله لوکوکرات اطراف آن می‌پردازیم.

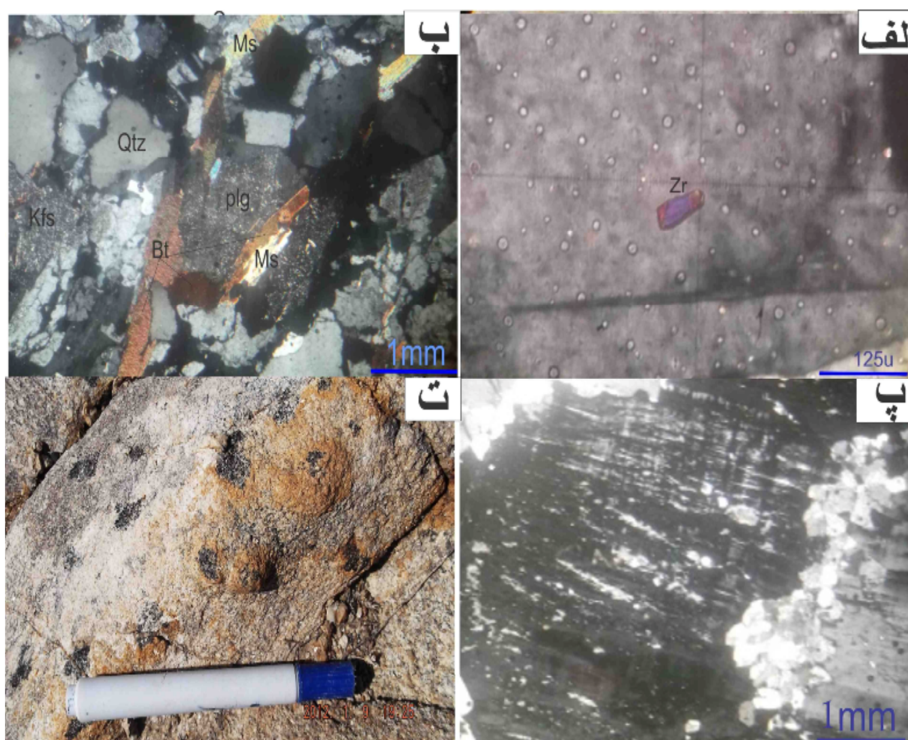
گرانیت میزبان

در مناطق خلج و ده غیبی گرانیت‌های لوکوکرات متوسط تا درشت دانه (مسکوویت و بیوتیت‌دار میان دانه) و پگماتیت های کوارتز – ارتوز – مسکوویت-تورمالین دار دیده می‌شوند. به‌طور مثال در ده غیبی، پگماتیت‌ها شامل ارتوز و کوارتز به ابعاد بزرگتر از ۲ تا ۳ سانتیمتر هستند. در ضمن بلورهای مسکوویت به ابعاد یک سانتی متر یا بیشتر در آن‌ها دیده می‌شود. با توجه به روابط صحرایی، این سنگ‌ها به‌وسیله رگه‌های پگماتیتی تورمالین‌دار قطع می‌شوند. دانه‌بندی در گرانیت‌ها یکنواخت است اما گاهی تغییراتی در آن دیده می‌شوند مثلاً در منطقه‌ی

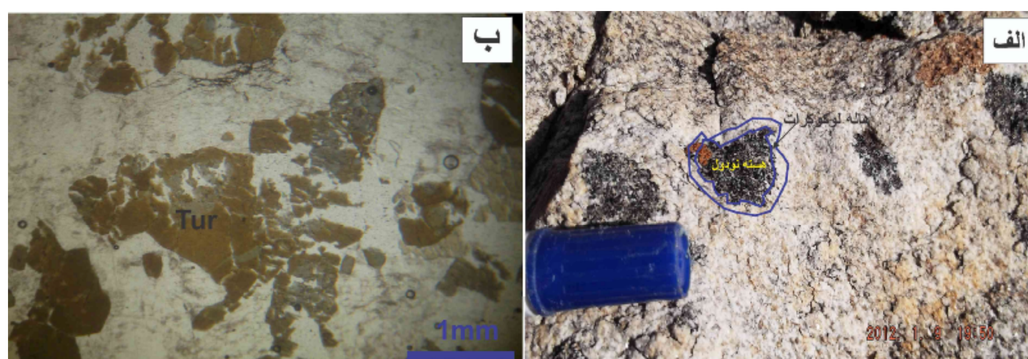
هفت حوض، میزان مسکوویت و نیز اندازه آن بزرگ‌تر از بیوتیت است ولی با حرکت به سمت شرق توده‌ی میزان، بیوتیت مساوی و یا بیشتر از موسکوویت می‌شود و در آن‌ها یک سمت‌یابی ترجیحی دیده می‌شود، ولی در کل، این توده درشت تا میان دانه است. در مقاطع میکروسکوپی، گرانیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی تمام بلورین، درشت تا میان دانه است و دارای کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز، میکروکلین، موسکوویت، بیوتیت (شکل۲الف) و کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکن (شکل۲ب) و گارنت (آلماندین) با بافت دانه‌ای، پرتیتی (شکل۲پ) و میرمکیتی هستند. در مناطق حاشیه و بخش‌های بالای توده‌ی، تورمالین‌های گرهکی به صورت پراکنده در سنگ میزبان لوکوکرات دیده می‌شوند (شکل۲ت).

تورمالین و هاله لوکوکرات آن

در منطقه‌ی خلج، سنگ گرانیت دو میکایی حاوی تورمالین‌هایی با شکل‌های گرهکی دیده می‌شوند که در اطراف بعضی از گرهک‌های تورمالین، هاله واکنشی وجود دارد (شکل۳الف). این رخداد می‌تواند به دلیل تبادلات یونی بین سنگ میزبان و مرکز گرهک باشند و این فرایندها منجر به پایداری بیشتر مرکز گرهک نسبت به حاشیه آن می‌شود. هاله‌ی روشن گرهک فاقد کانی‌های مافیک از جمله بیوتیت است و شامل کوارتز، میکروکلین، ارتوکلاز و مسکوویت هستند که این حاشیه هماهنگی کانی‌شناسی بیشتری با سنگ میزبان لوکوکرات دارد. هسته‌ی گرهک‌ها شامل تورمالین و کوارتز است. این گرهک‌ها به‌صورت نامنظم در سنگ میزبان پراکنده‌اند و دارای شکل‌های متفاوت از گرد شده تا بی قاعده هستند. در بعضی موارد کشیدگی خاص (لوله مانند) دارند. در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت دانه‌ای و میرمکیتی بوده و حاوی کوارتز، تورمالین، پلاژیوکلاز، موسکوویت، بیوتیت، میکروکلین، ارتوکلاز و کانی تیره هستند. در این سنگ‌ها کانی تورمالین دارای چند رنگی سبز مایل به قهوه‌ای بوده و هسته سبز_آبی و حاشیه‌ی قهوه‌ای دارد (شکل۳ب).



شکل۲ الف) تصویر میکروسکوپی از گرانیت های مورد بررسی با بلورهای بیوتیت (Bt)، موسکوویت(Ms)، پلاژیوکلاز (Plg)، کوارتز (Qtz) و فلدسپات قلیایی (میکروکلین) (Kfs) در نور Xpl. ب) تصویری از بلور زیرکن (Zr) در نور Xpl. پ) تصویر میکروسکوپی از بافت پرتیت در سنگ های گرانیتی منطقه. ت) نمایی از تورمالین‌های گرهکی در سنگ میزبان گرانیتی.



شکل ۳ الف) نمایی از یک گرهک همراه با هاله لوکوکرات آن. ب) تصویر میکروسکوپی از تورمالین گرهکی و وجود منطقه بندی با هسته سبز و حاشیه قهوه‌ای در آن (در نور PPl).

روش بررسی

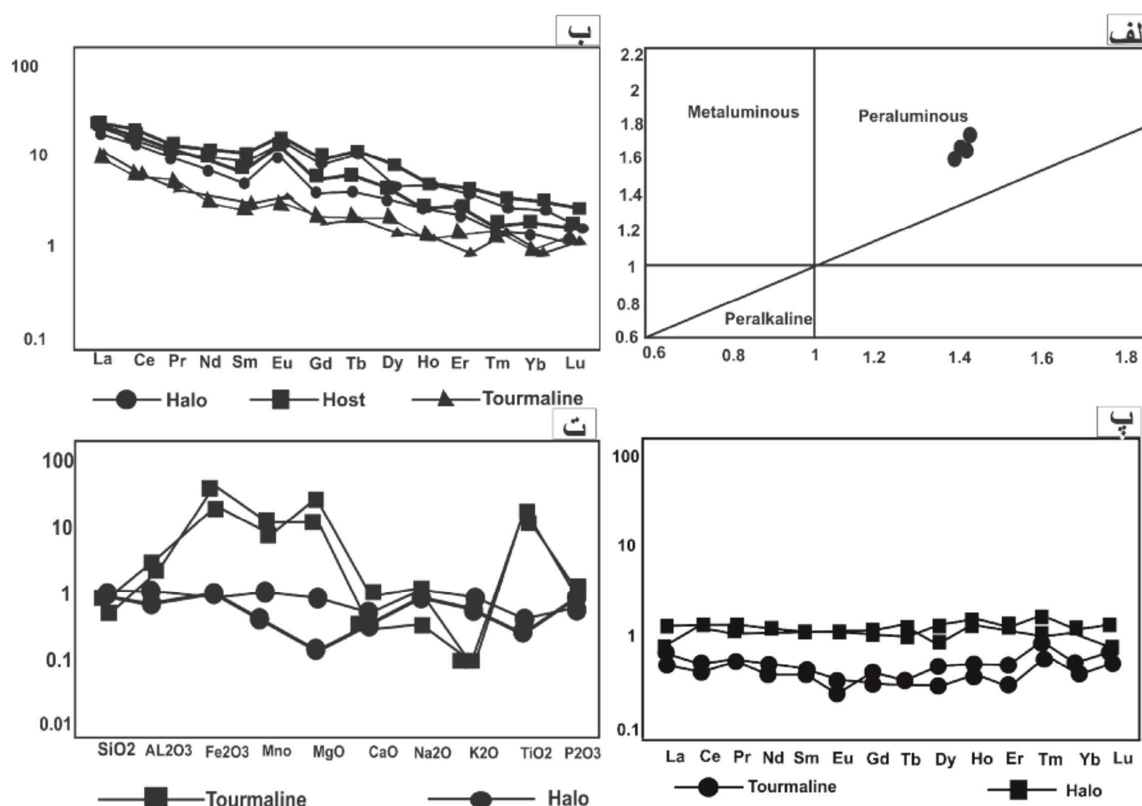
طی بررسی‌های صحرایی از منطقه و نمونه برداری، تعداد ۵۰ نمونه برای تهیه‌ی مقطع نازک انتخاب شدند. پس از بررسی-های میکروسکوپی، از ۳ نمونه برای بررسی‌های دقیق کانی-شناسی و تعیین کانی‌های مناسب برای آنالیزهای وابسته به شیمی کانی‌ها، مقطع نازک - صیقلی تهیه شد و سپس در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با یک تجزیه کننده‌ی نقطه‌ای مدل Cameca SX100، ساخت شرکت Cameca فرانسه؛ در شرایط ولتاژ ۱۵ Kevو آمپراژ ۲۰ nA، آنالیز نقطه-ایی تورمالین انجام شد. به‌طوری که برای تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی تورمالین‌های منطقه‌ی مورد بررسی روی ۱۳ نقطه آنالیز ریز پردازشی صورت گرفت. دستیابی به فرمول ساختاری این کانی‌ها با استفاده از ۳۱ آنیون (O, OH) انجام شد. در ادامه به‌منظور بررسی XRF و ICP –MS و تعیین عناصر کمیاب به‌صورت کاتیونی و نیز تعیین ۱۰ اکسید اصلی سنگ از نمونه‌های تورمالین و سنگ میزبان به جدایش کانی تورمالین پرداخته شد. به این صورت که نخست نمونه‌های مورد نظر را تا ۱۲۰ فی خرد کرده و با استفاده از محلول سنگین برموفرم، تورمالین‌ها از سنگ میزبان جدا شدند. سپس نمونه‌های جدا شده را دوباره با استفاده از هاون تا ۲۰۰ فی خرد کرده و با استفاده از میکروسکوپ بیناکولار به جدا سازی و خالص‌سازی دانه‌های تورمالین‌ها پرداخته شد. پس از این مراحل، نمونه‌های آماده شده (سنگ میزبان، کانی تورمالین و هاله لوکوکرات پیرامون گرهک) به آزمایشگاه Act lab کانادا ارسال شدند که نتایج حاصل از این آنالیزها در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

شیمی سنگ میزبان، هاله و تورمالین گرهکی

بر اساس آنالیزهای شیمیایی (جدول ۱)، سنگ میزبان دارای SiO_2 (۶۹٫۷- ۶۹٫۴ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۳٫۱-۱۵٫۲ درصد وزنی) و نیز دارای مقادیر پایینی از Fe_2O_3 (۰٫۶- ۰٫۳۳)، MgO (۰٫۱- ۰٫۲۴)، CaO (۲٫۳ - ۲٫۴۵)، TiO_2 (۰٫۵- ۰٫۰۳ درصد وزنی) و مقادیر نسبتاً بالایی از K_2O (۴٫۴۳ - ۴٫۱۳ درصد وزنی) و Na_2O (۴٫۵۳ - ۳٫۶۳ درصد وزنی) است. شاخص اشباع از آلومینیم سنگ میزبان (ASI=۱٫۴۶-۱٫۳۳) درجه‌ی متوسط تا پرآلومینیم را نشان می‌دهد (شکل۴الف). سنگ میزبان مقادیر بالای SiO_2، تمرکز پایین از عناصر آهن و منیزیم و مقادیر بالای عناصر بزرگ یون (LIL) Ba (ppm ۴۷۳-۴۶۲)، Sr (ppm ۱۸۱-۲۱۳)، Cs (ppm ۱۱-۱۸)، Rb (ppm ۲۰۰-۲۲۶)، Zr (ppm ۲۱-۶۰) و Zn (ppm ۳۰-۴۰) را نشان می دهد. گرانیت میزبان با الگوی بهنجار شده‌ی REE (کندریت [۳۳]) تقریباً صاف و جدا شده و غنی شدگی LREE نسبت به HREE (La/Yb = ۷٫۹ -۱۱٫۵) و نیز بی‌هنجاری مثبت Eu، مقدار پایین (۳۶-۳۳) ∑REE، (۲٫۱- ۱٫۵۶) = Eu/Eu* مشخص می‌شود (شکل۴ب). الگوی REE این سنگ‌ها با الگوی گرانیت‌های حاصل از ذوب بخشی متاپلیت‌ها سازگار است و به عقیده [۲۸] مبنی بر اینکه این گرانیت‌ها جز گرانیت‌های جدا شده و در گستره‌ی گرانیتوئیدهای پرآلومین به شدت فلسیک قرار دارند که از ذوب متاپلیت‌ها و پسامیت‌ها به وجود آمده‌اند را تأیید می‌کند.

جدول۱ داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به تورمالین گرهکی، سنگ میزبان و هاله لوکوکرات اطراف تورمالین گرهکی.

	Halo	Tourmaline	Host	Halo	Tourmaline	Host
SiO_2	۷۳٫۷۷	۳۵٫۰۴	۶۹٫۴	۷۷٫۲۵	۳۵٫۴۲	۶۹٫۷
Al_2O_3	۱۳٫۴	۳۱٫۵۲	۱۳٫۱	۱۳٫۴	۳۲٫۵۱	۱۵٫۲۳
Fe_2O_3(t)	۰٫۴۷	۱۳٫۵۳	۰٫۶	۰٫۳۷	۱۲٫۶۶	۰٫۳۳
MnO	۰٫۰۳	۰٫۱۸	۰٫۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۱۴۴	۰٫۰۱۱
MgO	۰٫۰۸	۲٫۹۶	۰٫۱	۰٫۰۵	۳٫۰۸	۰٫۲۴
CaO	۱	۰٫۶۸	۲٫۳	۱٫۱	۰٫۸	۲٫۴۵
Na_2O	۴٫۰۱	۲٫۰۸	۳٫۶۳	۴٫۳۸	۱٫۶۵	۴٫۵۳
K_2O	۳٫۵	۰٫۰۸	۴٫۱۳	۳٫۳۸	۰٫۳۹	۴٫۴۳
TiO_2	۰٫۰۱۶	۰٫۸۵	۰٫۰۵	۰٫۰۱۱	۰٫۶۲۴	۰٫۰۳۱
P_2O_5	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۲۵	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۱
LOI	۰٫۸۸	۱٫۶۸	۰٫۹۳	۰٫۴۸	۲٫۴۲	۱٫۹۶
Total	۹۷٫۲۹	۸۸٫۷۳	۹۴٫۵۲	۱۰۰٫۵۲	۸۹٫۷۸	۹۹٫۰۱
Sc	۱	۷	۱	۱	۱۳	۱
Be	۱۱	۹	۱۱	۱۶	۱۰	۱۷
V	۷	۳۰	۶	۶	۳۳	۶
Ba	۵۱۱	۱۲	۴۶۲	۳۶۷	۵۰	۴۷۳
Sr	۱۶۹	۸۰	۱۸۱	۱۷۸	۴۹	۲۱۳
Y	۹	۲	۱۰	۶	۳	۷
Zr	۷۶	۱۱	۶۰	۱۹	۹	۲۱
Cr	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۶۰	۲۰
Co	۱	۱۲	۱	۱	۱۰	۱
Ni	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰
Cu	۴۰	۲۰	۷۰	۸۰	۷۰	۳۰
Zn	۳۰	۷۸۰	۳۰	۴۰	۶۴۰	۴۰
Ga	۱۷	۸۵	۱۵	۱۴	۸۹	۱۶
Ge	۲	۲	۱	۱	۲	۲
As	۵	۵	۵	۵	۵	۵
Rb	۱۷۰	۲	۲۲۶	۱۵۱	۲۱	۲۰۰
Nb	۷	۱	۵	۱	۱	۳
Mn	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Ag	۰٫۹	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۱٫۶	۰٫۵
In	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲
Sn	۱۲	۳۰	۱۵	۱۱	۱۸	۸
Sb	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Cs	۱۴٫۱	۰٫۵	۱۸	۷٫۸	۰٫۷	۱۱
La	۴٫۸	۴٫۹	۷٫۱	۵٫۸	۳٫۲	۶٫۸
Ce	۱۲٫۴	۷٫۹	۱۳٫۱	۱۱٫۴	۵٫۲	۱۲٫۸
Pr	۱٫۴	۰٫۷۵	۱٫۶۶	۱٫۲۴	۰٫۷۱	۱٫۴۲
Nd	۵٫۲۳	۲٫۵	۶٫۱۶	۴٫۵	۲	۵٫۳
Sm	۱٫۴	۰٫۶	۱٫۶	۱	۰٫۵	۱٫۳
Eu	۰٫۸۱	۰٫۲۶	۰٫۸۹	۰٫۸۴	۰٫۲۳	۰٫۹۵
Gd	۱٫۷	۰٫۵	۱٫۹	۱٫۱	۰٫۶	۱٫۵
Tb	۰٫۴	۰٫۱	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۳
Dy	۱٫۳	۰٫۵	۲	۱٫۲	۰٫۷	۱٫۵
Ho	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲
Er	۰٫۷	۰٫۲	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۶
Tm	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۱	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶
Yb	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۶	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۴
Lu	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶
Hf	۰٫۴۲	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۶
Ta	۰٫۸	۰٫۸	۱٫۳	۰٫۹	۰٫۵	۱٫۱
W	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Tl	۰٫۹	۰٫۱	۱٫۱	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۸
Pb	۴۳	۱۹	۴۵	۵۹	۲۱	۵۹
Bi	۰٫۴	۰٫۴	۱٫۱	۰٫۴	۱٫۲	۱٫۶
Th	۱٫۳	۰٫۷	۱٫۸	۱٫۷	۰٫۱	۱٫۲
U	۱٫۱	۱٫۱	۱٫۳	۱٫۲	۰٫۵	۱٫۶



شکل۴ الف) نمودار تعیین شاخص اشباع از آلومینیم Al/NCK نسبت به Al/NK ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده‌ی REE های سنگ میزبان و هاله‌ی لوکوکرات و تورمالین بر اساس کندریت ها [۳۳].پ) نمودار بهنجار شده‌ی REE های هاله‌ی لوکوکرات وکانی تورمالین نسبت به سنگ میزبان. ت) نمودار بهنجار شده‌ی عناصر اصلی هاله لوکوکرات و تورمالین بر اساس سنگ میزبان.

مقادیر عناصر کمیاب هاله‌ی، Ba (۳۶۷-۵۱۱ ppm)، Sr (۱۶۹- ۱۷۸ ppm)، Cs (۷٫۸-۱۴٫۱ ppm)، Rb (۱۷۰- ۱۵۱ ppm) و Zn (۳۰-۴۰ ppm) نیز تقریباً مشابه با سنگ میزبانش نشان هستند. همچنین بیهنجاری Eu مثبت و مشابه با سنگ میزبان است اما نسبت به سنگ ∑REE (۳۱-۲۸) پایین است (شکل۴پ).

هاله روشن نودول دارای مقادیر پایین Fe_2O_3 (۰٫۴۷ -۰٫۳۷ درصد وزنی)، MgO (۰٫۰۸ -۰٫۰۵ درصد وزنی) است که نشان دهنده‌ی نبود یا کمبود کانی‌های آهن و منیزیم دار مانند بیوتیت در هاله‌ی لوکوکرات است. مقادیر CaO (۱٫۱- ۱ درصد وزنی)، K_2O (۳٫۵- ۳٫۳۸ درصد وزنی)، Na_2O (۴٫۳۸- ۴٫۰۱ درصد وزنی) در هاله‌ی نسبت به سنگ میزبان کمتر است (شکل۴ت) که می‌تواند به دلیل کمتر بودن کانی‌هایی مانند میکروکلین و یا پلاژیوکلاز در هاله باشد. میزان SiO_2 (۷۷٫۲۵- ۷۳٫۲۵ درصد وزنی) در هاله‌ی بیشتر از سنگ میزبان است و این به‌دلیل وجود کوارتز و نیز جدایش بیشتر گدازه است، در حالی که میزان Al_2O_3 (۱۳٫۴ با درصد وزنی) کمتر و تقریباً مشابه با سنگ میزبان است.

هسته‌ی گرهک‌ها دارای مقادیر نسبتاً بالای Fe_2O_3 (۱۳٫۵۳ - ۱۲٫۶۶ درصد وزنی) و MgO (۳٫۰۸ - ۲٫۹۶ درصد وزنی) هستند که بر این اساس تورمالین و بیوتیت به‌عنوان فازهای آهن و منیزیم‌دار در ماگمای اسیدی می‌توانند محسوب شوند. تورمالین نسبت به سنگ میزبان دارای مقادیر پایین K_2O (۰٫۳۹- ۰٫۰۸ درصد وزنی)، Na_2O (۲٫۰۸ – ۱٫۶۵ درصد وزنی)، CaO (۰٫۸- ۰٫۶۸درصد وزنی) است (شکل۴ت). Rb (۲-۲۱ ppm)، Ba (۱۲-۵۰ ppm)، Sr (۴۹-۸۰ ppm) و Cs (۰٫۷- ۰٫۵ ppm) در گرهک پایین است که تفاوت زیادی با سنگ میزبان دارد. مقدار Zn (۶۴۰-۷۸۰ ppm) در گرهک بسیار بیشتر از سنگ میزبان و هاله لوکوکرات است. به عقیده‌ی [۳۴] عناصری مانند قلع، تنگستن، مولیبدن، سرب و روی

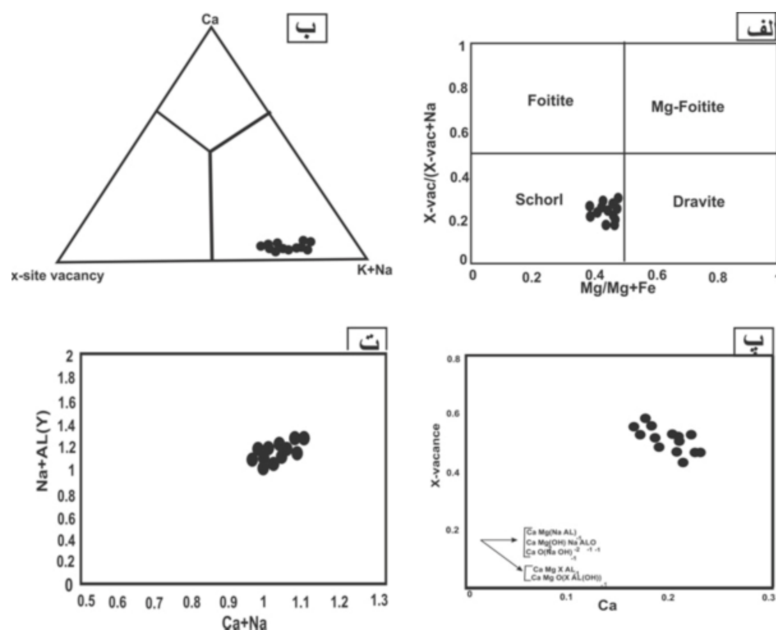
انباشت پوسته‌ای دارند و این فلزات به‌وسیله‌ی گرماب‌ها و به خصوص هالوژن‌ها حمل می‌شوند و بیشتر در کانی‌های حاوی هالوژن (فلوئور و برم) جمع می‌شوند. این عناصر در طول فرآیند تکامل ماگما رفتار ناسازگار دارند، از اینرو بی‌هنجاری روی می‌تواند به علت جدایش زیاد ماگمایی و قرارگیری Zn در گدازه‌ای که حاوی هالوژن‌هاست، باشد. در کل تورمالین جدا شده از گدازه در اثر جدایش بلوری، قادر به جدایش عناصر کمیاب زیادی به استثنای بور نیست [۳۵]. بی‌هنجاری Eu مثبت ولی کمتر از سنگ میزبانش است و دارای مقادیر $Eu/Eu^* =$ (۱٫۳-۱٫۴۵) و $\sum$REE (۱۸-۱۳) پایین است. تورمالین‌های موجود در گرانیت‌ها، بی‌هنجاری‌های مشابه اما کمتر نسبت به سنگ میزبان را نشان می‌دهند زیرا REEها، آبگون را نسبت به شاره آبدار ترجیح می‌دهند [۳۶]. بنابراین اگر تورمالین از شاره های آبدار متبلور شده باشد دارای غلظت REE پایین‌تری است و تورمالین مشتق شده از شاره آبدار نسبت به تورمالین حاصل از گدازه از REE فقیرتر است. Eu در تورمالین در جایگاه X قرار می‌گیرد و احتمالاً این بی‌هنجاری کمتر به‌دلیل کم بودن کلسیم در جایگاه X تورمالین است [۳۷].

ژئوشیمی تورمالین نودولی

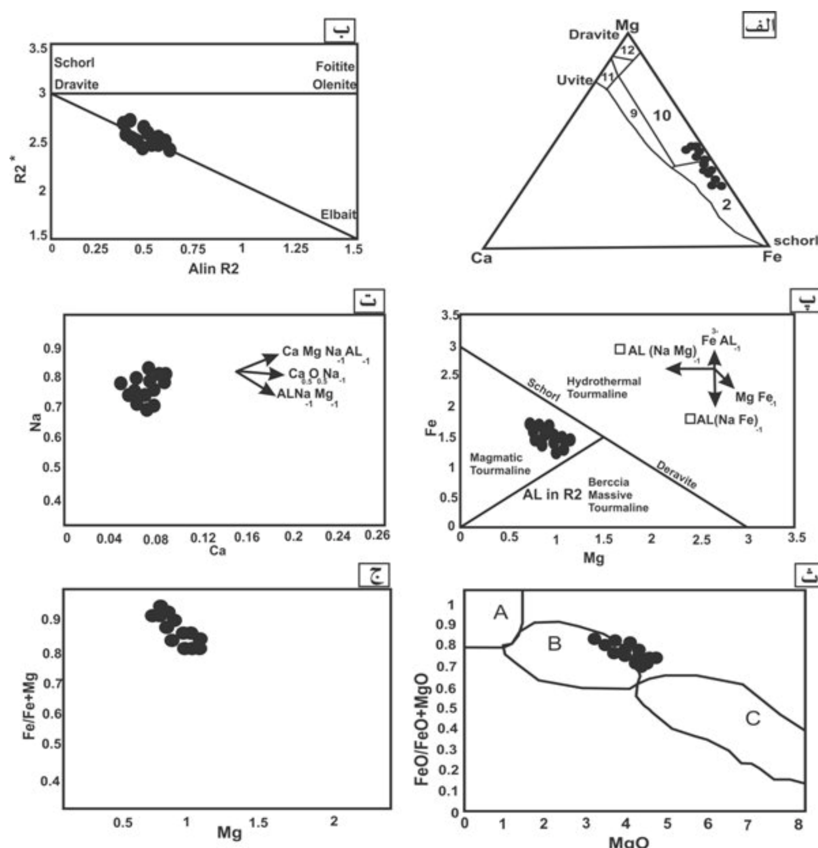
داده‌های آنالیز نقطه‌ای کانی تورمالین از حاشیه به مرکز در جدول ۲ ارائه شده‌اند. بر اساس نمودار Mg/Mg+Fe در برابر X-vac/X-vac+Na، تورمالین‌های گرهکی در گسترده بین شورلیت و متمایل به دراویت قرار گرفته‌اند (شکل۵الف). ضریب جانشینی دراویت در اثر تغییرات عوامل FeMg-1 بیان می‌شود. مقدار Fe/Mg+Fe بین (۶۳-۵۶) در تغییر است که نشان دهنده‌ی تمایل بیشتر تورمالین گرهکی در جهت شورل است و این به‌دلیل کمیابی Mg در گدازه‌ی گرانیتی مرحله تأخیری است. مقدار Fe/Fe+Mg تورمالین به‌مقدار Fe و Mg گدازه، فشار و دما وابسته است [۳۸]. در تورمالین‌ها نرخ Fe و Mg با جدایش بیشتر کاهش می‌یابد و تورمالین‌ها از بیوتیت و گدازه همزیست با آن، Mg بیشتری دارند [۳۹]. تورمالین‌ها بر اساس نمودار مثلثی Ca ، K+Na و وجود فضای خالی در جایگاه X، در گستره‌ی تورمالین‌های قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل۵ب). مقدار کمبود جایگاه X در این تورمالین‌ها بین (۰٫۱۹ تا ۰٫۲۹) در تغییر است که حاکی از عوامل جانشینی مانند جانشینی چند ظرفیتی فوئیت X-vac + Al = Na + Mg در آن است (شکل۵پ). جانشینی اوویت Ca + Mg = Na + Al نیز برای این تورمالین‌ها مشخص است (شکل۵ت). بر اساس نمودار Fe-Mg-Ca ، تورمالین‌های مورد بررسی در گستره‌های وابسته با گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت های وابسته به آن‌ها و سنگ‌های کوارتز –تورمالین، متاپسامیت ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca قرار می‌گیرند (شکل۶ الف). در نمودار R_2^* در برابر Al in R_2، نمونه‌های آنالیز شده که در زیر خط $R_2^*=3$ قرار می گیرند نشان می‌دهد جایگاه Y آن‌ها به‌طور کامل پر نشده است. نقصان در این نمونه‌ها را می‌توان با فعالیت‌های جانشینی آلبائیت LiAl(Mg,Fe)-1 توجیه کرد (شکل۶ ب). تغییرات Fe در برابر Mg نشان می‌دهد که تمامی نمونه ها در زیر خط $\sum(Fe + Mg) = 3$ قرار گرفته‌اند. بر اساس این نمودار در تمام نمونه‌هایی که دارای $\sum(Fe + Mg)$ کمتر از ۳ هستند، جانشینی Al در جایگاه Y بیشتر است (شکل۶پ). در بررسی غنی‌شدگی تورمالین‌های گرهکی از عناصر قلیایی مانند (Ca,Na) از نمودار Ca در برابر Na استفاده شده است که بر اساس آن نمونه‌ها دارای سدیم بیشتر بوده و دارای Ca کمتر از ۰٫۲ هستند که نشان‌دهنده مقادیر کم اوئیت و دارای تبادلاتی مانند Ca + Mg = (Na + Al)-1 و Ca = X-vac + Na هستند (شکل۶ت). در نمودار FeO/FeO + MgO نسبت به MgO، تورمالین‌ها در گستره‌ی بین ۰٫۶تا ۰٫۸ قرار می‌گیرند (شکل۶ث). اگر FeO/FeO+MgO در تورمالین بیشتر از ۰٫۸ باشد نشان دهنده‌ی بسته بودن سیستم ماگمایی و اگر کمتر از ۰٫۶ باشد نشان دهنده بور با یک خاستگاه خارجی و باز بودن سیستم است [۴]. در مورد تورمالین‌های گرهکی که در بین این دو گستره قرار گرفته‌اند، می‌توان گفت که خاستگاه دو گانه دارند. تورمالین‌های گرهکی بر اساس نمودار Fe/Fe+Mg در برابر Mg غنی‌شدگی از Fe/Fe+Mg را نشان می‌دهند (شکل۶ج). در نمودار Na*+Al* نسبت به Ca+Mg*، نمونه‌ها در جهت تبادلات چند ظرفیت Ca+Mg = (X-vac + Al) - 1 تمایل دارند و وجود مقدار کم اوئیت را نشان می‌دهند (شکل۷الف) (شکل ۸).

جدول۲ داده‌های مربوط به آنالیز نقطه‌ایی از حاشیه به مرکز کانی تورمالین. دستیابی به فرمول ساختاری این کانی‌ها با استفاده از ۳۱ آنیون (O, OH) انجام شده است.

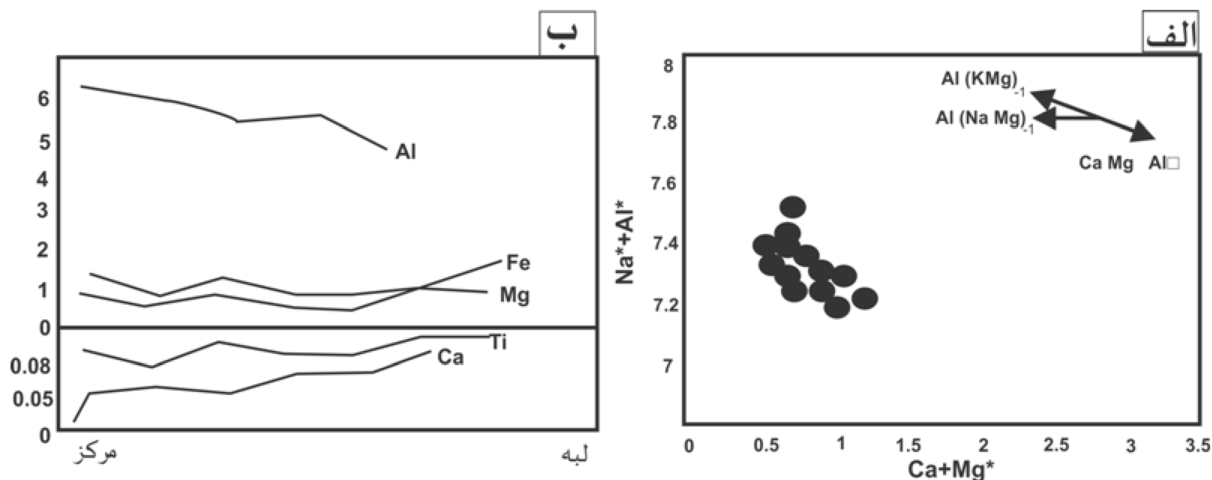
point	۱(مرکز)	۲	۳	۴	۵	۶(حاشیه)	۱(مرکز)	۲	۳	۴	۵	۶	۷(حاشیه)
SiO_2	۳۶٫۱۸	۳۷٫۷۶	۳۷٫۰۱	۳۵٫۸۰	۳۶٫۷۰	۳۷٫۱۱	۳۶٫۵۴	۳۶٫۶۵	۳۴٫۷۳	۳۷٫۲۵	۳۷٫۷۹	۳۶٫۲۷	۳۶٫۲۲
TiO_2	۰٫۷۵	۰٫۷۶	۰٫۷۷	۰٫۸۹	۰٫۶۹	۱٫۰۷	۰٫۷۰	۰٫۶۱	۰٫۷۶	۰٫۶۹	۰٫۶۹	۰٫۷۸	۰٫۸۰
Al_2O_3	۳۴٫۱۸	۳۵٫۵۸	۳۴٫۳۷	۳۳٫۶۰	۳۳٫۴۳	۳۳٫۱۸	۳۳٫۳۲	۳۴٫۲۱	۳۴٫۴۲	۳۴٫۴۹	۳۴٫۱۰	۳۴٫۱۸	۳۳٫۲۱
FeO	۹٫۹۱	۹٫۸۲	۱۰٫۱۰	۱۰٫۲۷	۱۰٫۶۱	۱۱٫۰۱	۹٫۹۴	۹٫۷۰	۹٫۸۱	۹٫۸۵	۹٫۸۲	۹٫۷۳	۱۰٫۱۳
MnO	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۰
MgO	۳٫۷۰	۴٫۳۲	۳٫۶۹	۳٫۹۱	۳٫۷۱	۳٫۶۷	۴٫۵۳	۴٫۳۵	۴٫۴۶	۴٫۳۶	۴٫۲۷	۴٫۵۸	۴٫۵۰
CaO	۰٫۲۸	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۳۳	۰٫۳۷	۰٫۲۸	۰٫۰۰	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۳۶	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۴۸
Na_2O	۲٫۱۰	۲٫۳۶	۲٫۱۷	۲٫۲۴	۲٫۲۱	۲٫۱۸	۲٫۲۰	۲٫۲۱	۲٫۲۷	۲٫۱۴	۲٫۱۷	۲٫۲۰	۲٫۱۲
K_2O	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۸
Total	۹۰٫۲۹	۹۴٫۱۵	۹۱٫۷۴	۹۰٫۱۵	۹۰٫۷۸	۹۱٫۳۹	۹۰٫۳۲	۹۱٫۳۲	۸۹٫۸۷	۹۲٫۲۴	۹۲٫۵۱	۹۰٫۱۷	۹۰٫۵۲
Si	۵٫۹۰	۵٫۸۹	۵٫۹۳	۵٫۸۷	۵٫۹۷	۵٫۹۹	۵٫۹۵	۵٫۹۱	۵٫۷۱	۵٫۹۳	۶٫۰۱	۵٫۹۲	۵٫۹۱
Ti	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۱۰
Al	۶٫۵۷	۶٫۵۴	۶٫۴۹	۶٫۴۹	۶٫۴۱	۶٫۳۲	۶٫۴۰	۶٫۵۰	۶٫۶۷	۶٫۴۷	۶٫۳۹	۶٫۳۹	۶٫۳۸
Fe(ii)	۱٫۳۵	۱٫۲۸	۱٫۳۴	۱٫۴۱	۱٫۴۴	۱٫۴۹	۱٫۳۵	۱٫۳۱	۱٫۳۵	۱٫۳۱	۱٫۳۱	۱٫۳۳	۱٫۳۸
Mn	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۰٫۹۰	۱٫۰۰	۰٫۹۵	۰٫۹۶	۰٫۹۰	۰٫۸۸	۱٫۱۰	۱٫۰۵	۱٫۰۹	۱٫۰۴	۱٫۰۱	۱٫۱۲	۱٫۰۹
Ca	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۸
Na	۰٫۶۶	۰٫۷۱	۰٫۶۷	۰٫۷۱	۰٫۷۰	۰٫۶۸	۰٫۷۰	۰٫۶۹	۰٫۷۲	۰٫۶۶	۰٫۶۷	۰٫۷۰	۰٫۶۷
K	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
TOTAL	۱۵٫۵۶	۱۵٫۶۱	۱۵٫۵۷	۱۵٫۶۴	۱۵٫۶۰	۱۵٫۵۷	۱۵٫۶۱	۱۵٫۶۱	۱۵٫۷۳	۱۵٫۵۸	۱۵٫۵۶	۱۵٫۶۴	۱۵٫۶۵
X site	۰٫۷۳	۰٫۷۹	۰٫۷۵	۰٫۷۸	۰٫۷۷	۰٫۷۵	۰٫۷۰	۰٫۷۶	۰٫۸۱	۰٫۷۳	۰٫۷۵	۰٫۷۸	۰٫۷۷
X vac	۰٫۲۷	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۳۰	۰٫۲۴	۰٫۱۹	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۲۳
Xvac/Xvac+Na	۰٫۲۹	۰٫۲۳	۰٫۲۷	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۲۷	۰٫۳۰	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۲۹	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۲۵
Mg/Fe+Mg	۰٫۴۰	۰٫۴۴	۰٫۴۱	۰٫۴۰	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۴۶	۰٫۴۴
Y:Al	۰٫۶۸	۰٫۶۴	۰٫۶۰	۰٫۵۷	۰٫۵۲	۰٫۴۵	۰٫۵۱	۰٫۶۱	۰٫۵۸	۰٫۵۸	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۴۹
R_2*	۲٫۲۷	۲٫۳۰	۲٫۳۰	۲٫۳۸	۲٫۳۶	۲٫۳۸	۲٫۴۷	۲٫۳۶	۰٫۴۶	۲٫۳۶	۲٫۳۳	۲٫۴۶	۲٫۴۹
R_2	۰٫۵۹	۰٫۵۵	۰٫۵۵	۰٫۵۱	۰٫۴۹	۰٫۴۸	۰٫۴۷	۰٫۵۱	۰٫۵۰	۰٫۵۲	۰٫۵۰	۰٫۴۴	۰٫۴۲
K+Na	۰٫۶۸	۰٫۷۳	۰٫۶۸	۰٫۷۲	۰٫۷۱	۰٫۷۰	۰٫۷۰	۰٫۷۰	۰٫۷۴	۰٫۶۷	۰٫۶۸	۰٫۷۱	۰٫۶۹
FeO/FeO+MgO	۰٫۶۰	۰٫۵۶	۰٫۵۶	۰٫۶۰	۰٫۶۲	۰٫۶۳	۰٫۵۵	۰٫۵۶	۰٫۵۵	۰٫۵۶	۰٫۵۶	۰٫۵۴	۰٫۵۶



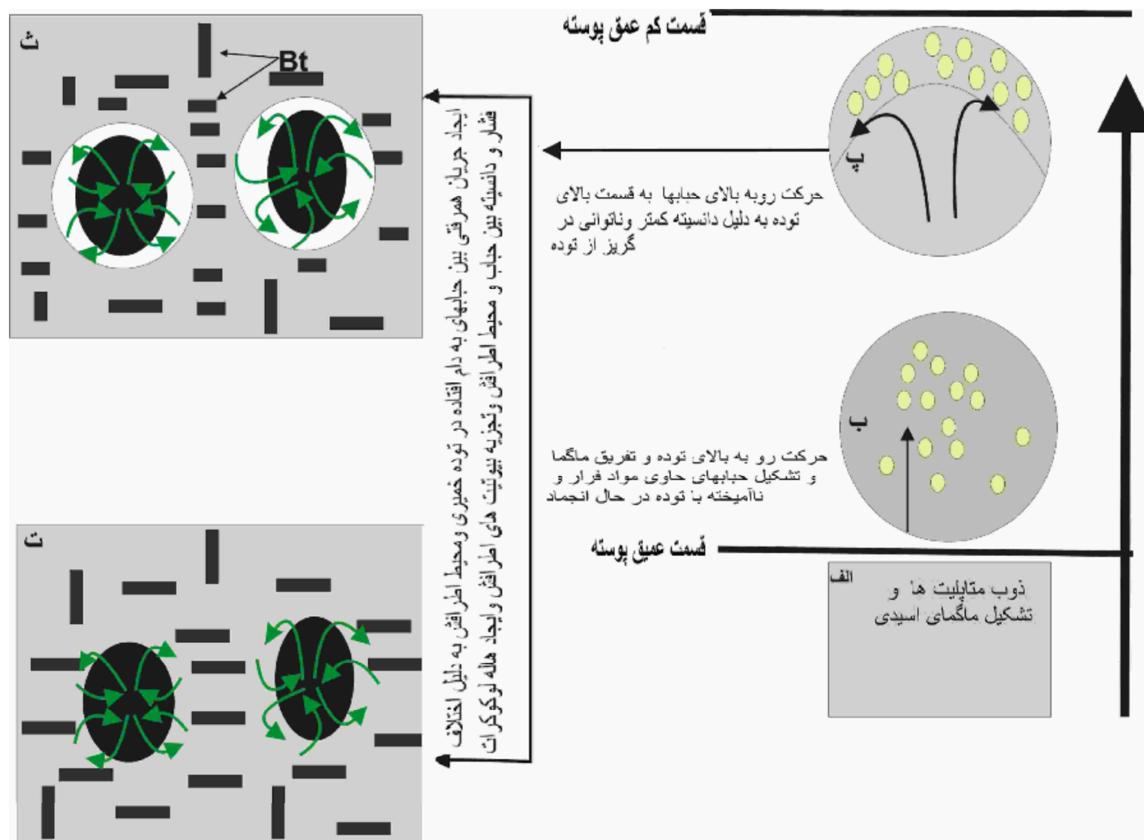
شکل۵: الف) ترکیب تورمالین گرهکی در گستره شورلیت -دراویت به سمت شورلیت ب) نمودار مثلثی (Na+K) و Ca و X-site vacancy و قرارگیری تورمالین گرهکی در محل قلیایی. پ) نمودار نشان دهنده‌ی جانشینی بیشتر در تورمالین. ت) نمودار برای تعیین نوع جانشینی موجود در تورمالین.



شکل۶: الف) موقعیت تورمالین‌های گرهکی در نمودار مثلثی Ca-Fe-Mg : ۲: گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها وابسته به آن‌ها. ۹: سنگ‌های کالکوسیلیکاته، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های غنی از Ca. ۱۰: سنگ‌های کوارتز-تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca. ۱۱: متاکربنات‌ها ۱۲: اولترامافیک های دگرگون شده. ب) نمودار R2* نسبت به Al in R2 . R2=Al+1.33+Si-12 ،R2*=Fe+Mg+Mn+Al پ) نمودار Fe در برابر Mg و موقعیت تورمالین‌های گرهکی در آن. ت) قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Ca در برابر Na ث) نمودار FeO/FeO+MgO در برابر MgO که نشان دهنده قرارگیری تورمالین‌ها در موقعیت B است. ج) نمودار Fe/Fe+Mg در برابر Mg که نشان دهنده تمایل تورمالین‌ها در جهت Fe بیشتر است.



شکل ۷: الف) همبستگی وارون Ca+Mg* در برابر Na*+Al* ب) تغییرات منطقه‌بندی شیمیایی در تورمالین منطقه‌ی مورد بررسی. $Mg^* = Mg + Fe + Mn + 2Li - Ti$, $Na^* = Na + K$, $Al^* = Al + Fe^{3+} + 2Ti - Li$.

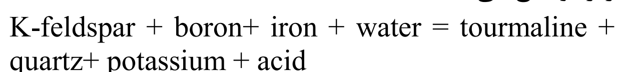


شکل۸ تصویر نموداری از مراحل چگونگی تشکیل تورمالین‌های گرهکی (برای اطلاع بیشتر به متن رجوع شود).

بحث

بور معمولاً بسیار کم در گدازه‌های پوسته‌ای و گرانیتوئیدها دیده می‌شود. مقدار این عنصر در گرانیت‌ها بیشتر از ۱٪ وزنی نبوده و آن هم در تورمالین متمرکز می‌شود [۴۰]. با افزایش بور در شرایط اشباع از آب، گستره پایداری فلدسپات‌ها و دما شروع ذوب مجموع کوارتز- ارتوز کاهش و قابلیت انحلال آب و دامنه پایداری سیلیس در گدازه افزایش می‌یابد [۳۹]. بررسی- های ضریب توزیع بور نشان می‌دهد که بور همگام با پیشرفت تبلور در گدازه‌ها و شاره‌ها متمرکز می‌شود که در نهایت می- تواند تورمالین را در مراحل آخر ماگمایی متبلور کند. با توجه به این که متاپلیت‌ها حاوی کانی‌های رسی هستند و این کانی- ها به ویژه ایلیت و مواد آلی می‌توانند مهمترین خاستگاه بور باشند، از این رو متاپلیت ها به میزان کافی حاوی بور هستند تا از طریق واکنش با کانی‌های دیگر سنگ، کانی تورمالین را تشکیل دهند [۴۱]. بنابراین در مورد خاستگاه بور در منطقه می‌توان گفت برخورد صفحه ایران و توران باعث کوتاه و ستبرشدن پوسته شده است. در نتیجه ستبرشدگی پوسته‌ی قاره‌ای، متاپلیت‌ها، متاگریوک‌ها و متابازالت‌ها تحت شرایط دی هیدراسیون شروع به ذوب شدن کرده‌اند [۲۸]. با توجه به شاخص اشباع از آلومینیم سنگ میزبان و قرارگیری آن در سنگ های پر آلومین، محتوی Ca (۲٫۴۵در صد وزنی) پایین و SiO_2 زیاد (۶۹٫۷ -۶۹٫۴ درصد وزنی)، افزایش عناصر کمیاب و بررسیهای [۲۸]، بیوتیت –مسکوویت لوکوگرانیت‌ها و پگماتیت‌های مشهد از نوع گرانیت های S هستند. در منطقه‌ی شواهد صحرایی و سنگ نگاری مانند میانبارهای متاپلیتی تهی شده از موسکوویت برای ایجاد گدازه‌ی اولیه از پوسته در یک شرایط برخوردی و بافت پرتیت، وجود تورمالین‌های دندریتی می‌تواند دلیلی بر جایگیری توده در عمق کم باشد. بر این اساس اگر گدازه گرانیتی از ذوب متاپلیت‌ها شکل گرفته باشد بور در متاپلیت‌ها متمرکز بوده است [۴۲]. در ضمن تشکیل ماگمای گرانیت در عمق و حرکت آن به سمت مناطق کم عمق پوسته و جدایش بیشتر ماگما دو مایع ناآمیخته ایجاد می کند

که یکی سرشار از مواد فرار و آب و دیگری سرشار از آلومینوسیلیکات است که B,Na,Fe در مایع حاوی مواد فرار قرار دارد. مایع ناآمیخته در گدازه‌ی تکامل یافته می‌تواند عاملی برای تشکیل تورمالین گرهکی باشد [۲۴]. عدم اختلاط بین گدازه‌ی سرشار از آلومینوسیلیکات و گدازه‌ی سرشار از مواد فرار و سرشار شده از بور توسط [۴۳] تأیید شده است. به نظر آن‌ها گدازه دی پلیمریزه شده سرشار از آب به شدت سرشار از B,Na,F است. عناصر فرعی مایع سرشار از آب دارای تحرک زیادی بوده و می تواند به درون توده نفوذ کند و با توده آمیخته شود [۲۴]. در خلال تبلور توده، غلظت فاز بخار افزایش یافته و حباب‌های حاوی مواد فرار به دلیل چگالی پائین به سمت بالا حرکت می‌کنند [۱۳]. در این مدت حباب‌ها قادر به خروج از گدازه نبوده و در آن بدام می‌افتند و این خود می‌تواند دلیلی در افزایش مواد فرار باشد. بدام افتادن شاره‌ی سرشار از بور و آب باعث تشکیل ویزیکول‌ها می‌شود و از طرفی کاهش فشار در طول جایگیری توده در عمق کم پوسته، ناآمیختگی فاز شاره را افزایش می‌دهد و این شاره با شاره‌های قسمت‌های فوقانی توده مخلوط می‌شود [۶]. مدل فیزیکی [۴۴] در جهت ناآمیختگی مواد فرار حاصل از یک ماگما نشان می‌دهد که در درجات پایین تبلور، حباب‌های مستقل شکل گرفته در ماگما می‌خواهند به صورت شناور بالا بیایند اما در بخش بالای توده با هم آمیخته می‌شوند و برای کاهش کشش سطحی در یک حجم کروی بهم می پیوندند. عامل اصلی برای این حرکت‌ها و جنبش ها، چسبندگی گدازه و همچنین توانایی بخارهای مواد فرار در تغییر آن معرفی شده است [۴۵]. در فشار پایین، ناآمیختگی آب در گدازه سیلیکاتی به‌حضور مواد فرار فراوان نیاز دارد. در چنین شرایطی گدازه‌ی همگن اولیه به دو فاز مجزا یکی گدازه‌ی معمولی سرشار در آلومینوسیلیکات و دیگری گدازه‌ی حاوی مواد فرار سرشار از بور تبدیل می‌شود [۴۶]. این گدازه‌ی تکامل یافته سرشار از بور دی پلیمریزه، با چگالی پایین، چسبندگی و دمای لیکیدوس و سولیدوس پایین خواهد داشت [۴۷]. در این مدت، بور در یک فضای بسته قرار دارد. با توجه به تأثیرهای بور بر فلدسپات‌ها و کاهش پایداری آن‌ها، آلومینیم مورد نیاز تورمالین از فلدسپات‌ها تأمین می‌شود. وجود شواهدی مانند تمرکز گرهک‌ها در بخش بالای توده و نبود ارتباط بین رگه‌ها با گرهک‌ها بیانگر شکل‌گیری گرهک‌ها در زیر سولیدوس گرانیت است [۴۸]. اگر جدایی حباب‌ها با کاهش فشار در ضمن حرکت رو به بالای شاره با سرعت انجام گیرد قادر به واکنش با شاره‌های متاپلیتی دیواره نبوده و هاله‌ی روشن در پیرامون گرهک‌ها و منطقه بندی مشخص در تورمالین ایجاد نخواهد شد و به‌دلیل بالا بودن نسبت Fe/Fe+Mg، ترکیب تورمالین‌ها معمولاً شورلیت خواهد بود. در حالی که اگر جدایش حباب‌ها به آرامی صورت گیرد در ضمن حرکت شاره به سمت بالا با شاره‌های متاپلیت ها واکنش داده و شرایط تبلور یک شرایط ساب سالیدوس و یا نزدیک به سالیدوس ایجاد خواهد شد. با این تغییر در سیستم تبلور، منطقه‌بندی در بلور تورمالین به وجود می‌آید و واکنش با سنگ‌های اطراف منجر به بالا رفتن نسبت Mg/Mg+Fe شده و در نهایت تورمالین تبلور یافته ترکیب دراویت خواهد داشت [۴۷ و ۴۸]. طی تبلور تورمالین مقدار بور و آب کم می‌شود و در نتیجه دمای انجماد گدازه افزایش می‌یابد [۴۹]. در گدازه‌ی بدون آهن باقیمانده، گرانیت ریز دانه به صورت لوکوکرات در اطراف تورمالین متبلور می شود که حاوی کوارتز فراوانی خواهد بود. [۲۲] تشکیل هسته سرشار از تورمالین را بر اساس واکنش زیر توضیح می دهند:


K-feldspar + boron+ iron + water = tourmaline + quartz+ potassium + acid

تشکیل گرهک تورمالین بر اساس واکنش بالا نیاز به وارد شدن مقادیری از B, Al, Fe و خروج سیلیس دارد.

[۲۲] اعتقاد دارند که خاستگاه بور از شاره‌های مراحل انتهایی تبلور ماگماست. پتاسیم و اسید واقع در واکنش بالا باعث شستشوی آهن از بیوتیت‌های سنگ میزبان می‌شود و در نهایت تشکیل هاله‌ی روشنی را با خروج عناصر آهن و منیزیم در پیرامون گرهک امکان‌پذیر می‌سازد. بنابراین روش بالا نیز بر جانشینی دگرنهاد یا تورمالینی شدن گرانیت میزبان تأکید دارد. کمبود Na,Ca,K در هسته و Fe,Mg در هاله با انتشار داخلی Fe,Mg, Na,Ca,K در گدازه سازگار است و هاله‌ی گرهکی را به عنوان منطقه‌ی انتقالی بین هسته و گرانیت می‌دانند. فرآیند انتشار –انحلال به قابلیت حمل و انتقال عناصر از سنگ به شاره وابسته است. فرآیند شستشو به‌وسیله‌ی عوامل متعدد مانند ویژگی‌های ساختاری و واکنش محل‌های مختلف در نزدیکی سطح مواد مغذی تعیین می‌شود [۵۰] به‌طوری که بیشترین انتشار در حاشیه تورمالین گرهکی رخ می‌دهد چون این محل دارای گرادیان‌های شدید غلظت است. مقدار سدیم تورمالین به دما و میزان سدیم سنگ میزبان بستگی دارد [۵۱].

تنوع در رنگ تورمالین می‌تواند به دلیل جدایش در مرحله تأخیری و تغییرات میزان Ti,Ca,Fe وابسته باشد به‌طوری که تورمالین آبی دارای Ti,Ca,Fe پایین‌تری نسبت به تورمالین قهوه‌ای دارد. ولی عامل تغییر رنگ در تورمالین می‌تواند به دلایل دیگری مانند فرآیند انتقال بار و حضور عناصر کمیاب و ساختار ناقص بلور باشد [۵۲]. در تورمالین‌های گرهکی اشغال شدگی‌های گسترده و متفاوت جایگاه Y به‌وسیله Fe و Mg و نیز یک رابطه‌ی معکوسی بین این دو عنصر مشاهده می‌شود. کمبود Mg را می‌توان به کمیابی این عنصر در گدازه‌ی گرانیتی مراحل پایانی نسبت داد. میزان Fe/Fe+Mg (۶۳-۵۶) بالا در تورمالین گرهکی نشان دهنده‌ی میل بیشتر آن‌ها در جهت ترکیب شورلیت است و این را می‌توان به تکامل زیاد گدازه‌ی باقیمانده سرشار از آهن، بور و طبیعت سرشار از آهن گدازه‌ی مسئول شکل گیری تورمالین نسبت داد. به‌طوری که از (شکل۷ ب) نتیجه می‌شود از هسته گرهک به‌سمت حاشیه آن، عناصر Ti، Ca و Fe افزایش ولی Al و Mg به‌صورت نوسانی کاهش می‌یابند. منطقه‌بندی نوسانی می‌تواند در اثر تغییر مکرر در تعادل بلور- آبگون به‌علت تغییر ناگهانی در دما، فشار، اشباع از آب و ترکیب آبگون و یا بر اساس رشد نامتعادل بلور ایجاد شود. رشد نامتعادل و سریع تورمالین باعث فرآیند خود کاتالیزوری در تورمالین می‌شود که این فرآیند پتانسیل رفتار نوسانی در طول رشد بلور را افزایش می‌دهد [۵۳]. با توجه به نسبت FeO/FeO+MgO (بین۰٫۶ تا ۰٫۸) تورمالین گرهکی، هماهنگی الگوی REE با سنگ میزبان و نیز افزایش جانشین Ca و Mg در حاشیه‌ی تورمالین‌های گرهکی می‌توان برای تورمالین‌ها یک خاستگاه دوگانه و یا گذر از سیستم ماگمایی به گرماب را فرض کرد، به این صورت که در مراحل اولیه به‌دلیل وجود ماگمای جدا شده‌ی سرشار از آهن، ترکیب تورمالین‌ها بیشتر شورل و سیستم حالت بسته دارد اما هنگام جایگیری حباب‌ها در بخش‌های سطحی توده و در اثر ایجاد جریان‌های همرفتی در حد فاصل حباب و سنگ میزبان به دلیل اختلاف چگالی، دما، تخریب بیوتیت‌ها در اثر این جریان ها و یا در اثر وجود شاره‌های با خاستگاه ناماگمایی در بخش فوقانی توده و اختلاط آن‌ها با ماگمای شاری سرشار از مواد فرار و بور و ایجاد سیستم‌های باز، ترکیب گرهک‌ها به سمت دراویت تمایل دارند. این را نیز با استفاده از نمودارهای جانشینی در بخش ژئوشیمی تورمالین می‌توان دید که بیشتر جانشینی‌های صورت گرفته در آن Ca+Mg=(X-vac+Al)-1، Ca+MgO=(Al(OH))-1 و Ca=X-vac+Na هستند.

برداشت

با توجه به بررسی‌های انجام شده در مورد تورمالین‌های گرهکی، می‌توان گفت که بور مورد نیاز آن‌ها از سنگ‌های متاپلیتی حاصل شده و سپس در اثر ذوب این سنگ‌ها، ماگمای فلسیکی تشکیل شده که در طول تکامل این ماگما و جدایی آن، یک آبگون حاوی مواد فرار، آهن و بور و ناآمیخته با ماگمای فلسیک تشکیل می‌شود و هماهنگ با ماگما فلسیک به سمت بالا حرکت می‌کند. در طول مسیر حرکت، ماگمای فلسیک متبلور شده به حالت خمیری تبدیل می‌شود و حباب-های حاوی مواد فرار نیز به دلیل اختلاف چگالی به سمت بالای توده حرکت می‌کنند، ولی موفق به خروج از آن نمی‌شوند. در بخش فوقانی توده، نخست در یک محیط بسته در حباب‌ها اولین بلورهای تورمالین متبلور می‌شوند که به دلیل Fe زیادشان ترکیب شورل داشته ولی در ادامه با تشکیل این تورمالین‌ها و خروج سیلیس اضافی در اثر گرادیان‌های ایجاد شده در حاشیه‌ی حباب‌ها و محیط اطرافش، و تخریب بیوتیت-ها در اطراف حباب و تأمین عناصر مورد نیاز برای رشد تورمالین و ورود آن‌ها در اثر همان گرادیان‌های موجود در محل سیستم های باز برای تشکیل تورمالین ایجاد شده و تورمالین ها با منیزیم بیشتر و ترکیب دراویت ایجاد می‌شود. لذا می‌توان برای تورمالین‌ها یک خاستگاه دوگانه و یا گذر از سیستم ماگمایی به گرماب را فرض کرد. البته یک خاستگاه دیگر برای تأمین Mg مورد نیاز تورمالین‌ها را می‌توان شاره‌های موجود در بخش‌های فوقانی توده و اختلاط آن با حباب‌های حاوی مواد فرار در نظر گرفت (شکل ۸). با توجه به میزان پایین مجموع عناصر نادر خاکی در تورمالین می‌توان گفت که شاید تورمالین-ها تمایل زیادی به تمرکز این عناصر در خود را ندارند. همچنین با توجه به حضور Ca در جایگاه X می توان بی-هنجاری مثبت Eu را به حضور این عنصر در جایگاه X نسبت داد.

مراجع

[1] Foit F.F., Rosenberg P.E., "*Coupled substitutions in the tourmaline group*", Contributions to Mineralogy and Petrology 62 (1977) 109-117.

[2] Henry D.J., Dutrow B.L.," *Metamorphic tourmaline and its petrologic applications*", In: Grew Es, Anovitz LM (eds) Boron. Mineralogy, Petrology and Geochemistry, The Mineralogical Society of America, Washington, DC, Review, Mineralogy 33(1996) 503-557.

[3] 4Beaty D.W., Hahn G.A., Threlkeld W.E., "*Field, isotopic, and chemical studies of tourmaline-bearing rocks in the Belt-Purcell Supergroup: genetic constraints and exploration significance for Sullivan type ore deposits*", The Canadian Mineralogist Earth Science 25(1988) 392-402.

[4] Pirajno F., Smithies R.H., "*The FeO/(FeO+MgO) ratio of tourmaline: A useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits*", Journal of Geochemical Exploration 42 (1992) 371–381.

[5] Dini A., Corretti A., Innocenti F., Rocchi S., Westerman D. S., "*Sooty sweat stains or tourmaline spots? The Argonauts at Elba Island (Tuscany) and the spread of Greek trading in the Mediterranean Sea*", In Piccardi, L., Masse, W. B. (eds.) Myth and Geology, Geological Society, London, Special Publications 273(2007) 227–243.

[6] Balen D., Broska I.," *Tourmaline nodules: products of devolatilization within, the final evolutionary stage of granitic melt?*", Geological Society, London, Special Publications 350 (2011) 53-68.

[۷] منصوری اصفهانی م.، خلیلی م.، "*کانی شناسی و شیمی-کانی تورمالین و گارنت در گرانیتویید روستای ملاطالب (شمال الیگودرز) شمال غربی اصفهان*"، مجلهٔ بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۱ (۱۳۹۳)، ص۱۴۸-۱۳۹.

[۸] طهماسبی ز.، احمدی خلجی ا.، رجاییه م.، "*تورمالین زائی در توده گرانیتوئیدی آستانه (جنوب غرب اراک)*"، مجلهٔ بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۸) ، ص۳۸۰-۳۶۹.

[۹] اسماعیلی د.، محمدی ح.، حق نظر م.، "*مقایسه ترکیب شیمیایی تورمالین در رگه های کوارتز- تورمالین قلع و تنگستن دار مناطق شاهکوه (شرق ایران) و نظام آباد (غرب ایران)*"، مجلهٔ بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۸) ،ص۳۵۶-۳۴۳.

[۱۰] میرسپهوند ف.، طهماسبی ز.، شاهرخی س.، احمدی خلجی ا.، خلیلی م.، "*ژئوشیمی و تعیین خاستگاه تورمالین های منطقه بروجرد*"، مجلهٔ بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۹۱)، ص۲۹۲-۲۸۱.

[11] Karimpour M.H., Stern C.R., "*Mineralogical and Chemical Composition of Tourmaline from Najmabad, Gheshlagh, Hired and Maherabad-Khopik, and their relationship with types of mineralization, Eastern Iran*", Journal of Crystallography and Mineralogy 2 (2010) 43-54.

[۱۲] احمدی بنکدار س.، احمدی ع.، "*ترکیب تورمالین در پگماتیت های چاه رویی، جنوب غربی نهبندان*"، مجلهٔ بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۹۲) ، ص ۵۶۰-۵۴۹.

[13] Shewfelt D., Ansdell K., Sheppard S., "*The origin of tourmaline nodules in granites; preliminary findings from the Paleoproterozoic Scrubber Granite*", Geological Survey of Western Australia Annual Review (2005) 59–63.

[14] Rozendaal A., Bruwer L., "*Tourmaline nodules indicator of hydrothermal alteration and Sn–Zn–(W) mineralization in the Cape Granite Suite, South Africa*", Journal of African Earth Sciences 21 (1995) 141-155.

[15] Grantham G.H., Moyes A.B., Hunter D.R., "*The age, petrogenesis and emplacement of the Dalmatian Granite, H.U. Sverdrupfjella, Dronning Maud Land, Antarctica*", Antarctic Science 3 (1991) 197–204.

[16] Jiang S.Y., Yang J.H., Nova´k M., Selway J.B., "*Chemical and boron isotopic compositions of tourmaline from the Lavicˇky leucogranite, Czech Republic*", Geochemical Journal 37 (2003) 545–556.

[17] Buria´nek D., Nova´k M., "*Morphological and compositional evolution of tourmaline from nodular granite at Lavicˇky near Velke´ Mezirˇı´cˇı´, Moldanubicum, Czech Republic*", Journal of the Czech Geological Society 49 (2004) 81–90.

[18] Buria´nek D., Nova´k M., "*Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites: examples from the Bohemian Massif, Czech Republic*", Lithos 95 (2007) 148–164.

[19] Sinclair D.W., Richardson J.M., "*Quartz-tourmaline orbicules in the Seagull Batholith, Yukon Territory*", Canadian Mineralogist 30 (1992) 923-935.

[20] Samson I.M., Sinclair W.D., "*Magmatic hydrothermal fluids and the origin of quartz-tourmaline orbicules in the Seagull Batholith,*

Yukon Territory", Canadian Mineralogist 30 (1992) 937–954.

[21] Balen D., "*Tourmaline nodules occurrence in Moslavačka Gora (Croatia) granite: a snapshot of magmatic processes*", In: 8th Workshop on Alpine Geological Studies Abstract volume (2007) 3–3.

[22] Nemec D., "*Genesis of tourmaline spots in leucocratic granites*", Neues Jahrbuch Mineralogic Monatshefte 7 (1975) 308-317.

[23] Dini A., Innocenti F., Rocchi S., Tonarini S., Westerman D.S., "*The magmatic evolution of the late Miocene laccolith–pluton–dyke granitic complex of Elba Island, Italy*", Geological Magazine 139 (2002) 257–279.

[24] Trumbull R.B., Krienitz M.S., Gottesmann B., Wiedenbeck M., "*Chemical and boron-isotope variations in tourmalines from an S-type granite and its source rocks: the Erongo granite and tourmalinites in the Damara Belt, Namibia*", Contributions to Mineralogy and Petrology 155 (2008) 1–18.

[25] Le Fort P.,"*Enclaves of the Miocene Himalayan leucogranites*", In: Enclaves and granite petrology. Didier and Barbain (eds.) (1991) 35-47.

[26] Perugini D., Poli G., "*Tourmaline nodules from Capo Bianco aplite (Elba Island, Italy:(an example of diffusion limited aggregation growth in a magmatic system*", Contributions to Mineralogy and Petrology 153 (2007) 493–508.

27] Taheri J., Ghaemi F., "*Geological sheet map of Mashhad, 1:100000 scale, Geological Survey of Iran, Tehran*" (1994).

[۲۸] کریم پور م.ح.، فارمر ل.، استرن چ.، "*ژئوشیمی رادیو ایزوتوپ ها Rb–Sr و Sm–Nd سن سنجی زیرکن U-Pb و تعیین منشأ لوکوگرانیت های خواجه مراد، مشهد، ایران*"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۰ (۱۳۹۰)، ص ۱۷۱-۱۸۲.

[29] Alberti A., Moazez Z., "*Plutoinc and metamorphic rocks of the mashhad area (northeastern Iran, Khorasan)*", Bulletin Society Geological Italy 93 (1974) 1157-1196.

[۳۰] میرنژاد ح.، "*پترولوژی وژئوشیمی گرانیت ها وپگماتیت های منطقه مشهد*"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، (۱۳۷۰)، ۲۵۰ ص.

[۳۱] ولی زاده م.و.، میرنژاد ح. "*بررسی ژئوشیمیایی پتاسیم و برخی از عناصر کمیاب در فلدسپات های پتاسیک و مسکوویت های پگماتیت های جنوب مشهد*" مجله علوم زمین، جلد ۱، شماره ۳ (۱۳۷۱): ۲۷-۳۵.

[۳۲] ولی زاده م.و.، کریم پور م.ح.، "*منشا و موقعیت تکتونیکی گرانیت های جنوب مشهد*" مجله علوم دانشگاه تهران،جلد ۲۱، شماره ۱ (۱۳۷۴): ۷۱-۸۲.

[33] Boynton W.V., "*Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies*", In: Henderson, P. (ed) Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam (1984) 63–114.

[34] Jiang S.Y., Palmer M.R., Li Y.H., Xue C.J., "*Chemical compositions of tourmaline in the Yindongzi-Tongmugou Pb-Zn deposits, Qinling, China: hnplieations for hydrothermal ore-forming processes*", Mineralium Deposita 30 (1995) 225-234.

[35] Vincent J., "*Preliminary experimental data on trace-element partitioning between tourmaline and silicate melt*", The Canadian Mineralogist 49 (2011) 153-163.

[36] Flynn R.T., Burnhamn C.W., "*An experimental determination of rare earth partition coefficients between chloride containing vapor phase and silicate melts*", Geochimica et Cosmochimica Acta 42 (1978) 685-701.

[37] London D., Maning D.A.C., "*Chemical variation and significance of tourmaline from SW England*", Economic Geology 90 (1995) 495-519.

[38] Bernard F., Moutou P., Pichavant M., "*Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas*", The Journal of Geology 93(1985) 271-291.

[39] Pichavant M., Manning D.A.C., "*Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data*", Physics of the Earth and Planetary Interiors 35 (1984) 31–50.

[40] Abu El-Enen M.M., Okruch M., "*The texture and composition of tourmaline in metasediments of the Egypt, Implication for the tectono-metamorphic evolution of the Pan-African basement*", Mineralogical Magazine 71 (2007) 17-40.

[41] Wilke M., Nabelek P.I., Glascock M.D., " *B and Li in Proterozoic metapelites from the Black Hills, U.S.A.: Implications for the origin of leucogranitic magmas*", American Mineralogist 87(2002) 491–500.

[42] Veksler I.V., "*Liquid immiscibility and its role at the magmatic hydrothermal transition: a summary of experimental studies*", Chemical Geology 210 (2004) 7-31.

[43] Veksler I.V., Thomas R., "*An experimental study of B-, P- and Frich synthetic granite*

[49] London D., "*Pegmatites*" The Canadian Mineralogist, Special Publication 10 (2008).
[50] Casey W.H., Bunker B., "*Leaching of mineral and glass surface geochemistry*", Mineralogical Society of America, Washington 23 (1990) 397-426.
[51] Goerne G., Franz G., Heinrich W., "*Synthesis of tourmaline solid solutions in the system Na2O–MgO–Al2O3–SiO2–B2O3–H2O–HCl and the distribution of Na between tourmaline and fluid at 300 to 700°C and 200 MPa*", Contributions to Mineralogy and Petrology 141 (2001) 160-173.
[52] Faye G.H., Manning P.G., Gosselin J.R., Tremblay R.G., "*The optical absorption spectra of tourmaline: importance of charge- transfer processe*s", The Canadian Mineralogist 12 (1974) 370-380.
[53] Ortoleva P., Merino E., Chadam J., Moore C., "*Geochemical self-organization I: Reaction-transport Feed backs and modeling approach*", American journal of science 287 (1987) 979-1007.
pegmatite at 0.1 and 0.2 GPa", Contributions to Mineralogy and Petrology 143(2002) 673–683.
[44] Shinohara H., Hedenquist J.W., "*Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu–Au deposit, Philippines*", Journal of Petrology 38 (1997) 1741–1752.
[45] Dingwell D.B., "*Granitic Melt Viscosities*", Geological Society, London, Special Publications 168 (1999) 27-38.
[46] Thomas R., Forster H.J., Rickers K., Webster J.D., "*Formation of extremely F-rich hydrous melt fractions and hydrothermal fluids during differentiation of highly evolve tin-granite magmas: a melt/fluid-inclusion study*", Contributions to Mineralogy and Petrology 148 (2005) 582–601.
[47] Kubis M., Broska I., "*The role of boron and flourine in evolved granitic rock systems (on the example of the Hnilec area, Western Carpathians)*", Geologica Carpathica 56 (2005) 193–204.
[48] Burianek D., Novak M., "*Morphology and compositional evolution of tourmaline from nodular granite at Lavicky near VelkMezirci, Moldanubicum, Czech Republic*", Journal of Crezech Geological Society 49 (2004) 81-90.